

La sorgente del terremoto del 1908 nel quadro sismotettonico dello Stretto di Messina

Gianluca Valensise, Roberto Basili e Pierfrancesco Burrato

La costruzione di un modello della faglia responsabile del terremoto del 1908 ha impegnato diversi ricercatori negli ultimi decenni e si è basata sulle deformazioni del suolo rilevate grazie alla ripetizione di misure di livellazione geodetica sulle due sponde dello Stretto. Il modello preferito è una faglia estensionale lunga circa 40 km, posta al centro dello Stretto e *cieca*, ovvero non direttamente visibile in superficie. Questo modello si accorda bene con l'evoluzione recente dello Stretto come un elemento fisiografico ben distinto all'interno dell'Arco Calabro. L'accordo tra la sorgente del terremoto e l'evoluzione geologica dello Stretto suggerisce che l'evento del 1908 sia un "terremoto caratteristico" di quest'area, con lunghi tempi di ritorno.

Un oggetto di studio straordinario

Lo Stretto di Messina è da sempre uno degli oggetti di studio più interessanti del Mediterraneo per geologi, esperti di tettonica attiva e sismologi. Fin dall'inizio del secolo scorso studiosi di ogni provenienza – sia in senso geografico che disciplinare – sono stati attratti dalle testimonianze del veloce sollevamento e della conseguente veloce erosione, che ha consentito la deposizione di corpi sedimentari imponenti e molto caratteristici. Il verificarsi del terremoto del 1908 e del maremoto che ad esso è seguito ha ulteriormente stimolato l'interesse della comunità scientifica mondiale per lo Stretto di Messina, grazie anche alla disponibilità di numerosi sismogrammi e di un ricco insieme di osservazioni sulle variazioni di quota indotte dall'evento.

Nonostante l'unicità dello Stretto di Messina nel contesto geologico e geodinamico italiano, ci sono voluti molti anni perché i ricercatori comprendessero a fondo le caratteristiche della sorgente del terremoto del 1908 in relazione all'evoluzione geologica e tettonica recente di questo importante settore. Il terremoto è stato generato da una faglia cieca, il che ha reso ardua o addirittura impossibile l'indagine della sorgente a partire da dati di superficie; i dati strumentali disponibili invece si sono rivelati essenziali e ben distribuiti spazialmente ma anche piuttosto limitati in termini di potere risolvante.

Per tutte queste ragioni è stato necessario aspettare l'inizio degli anni '80 del secolo appena concluso perché la comunità sismologica avviasse concretamente indagini per lo studio del terremoto del 1908 con tecniche analitiche moderne, seppure applicate a dati antichi. Nei successivi 20 anni il confronto tra le analisi sismografiche del terremoto e delle deformazioni cosismiche documentate dalle variazioni di quota da un lato e la storia geologica recente dello Stretto dall'altro ha portato all'e-

unicità
dello Stretto
di Messina

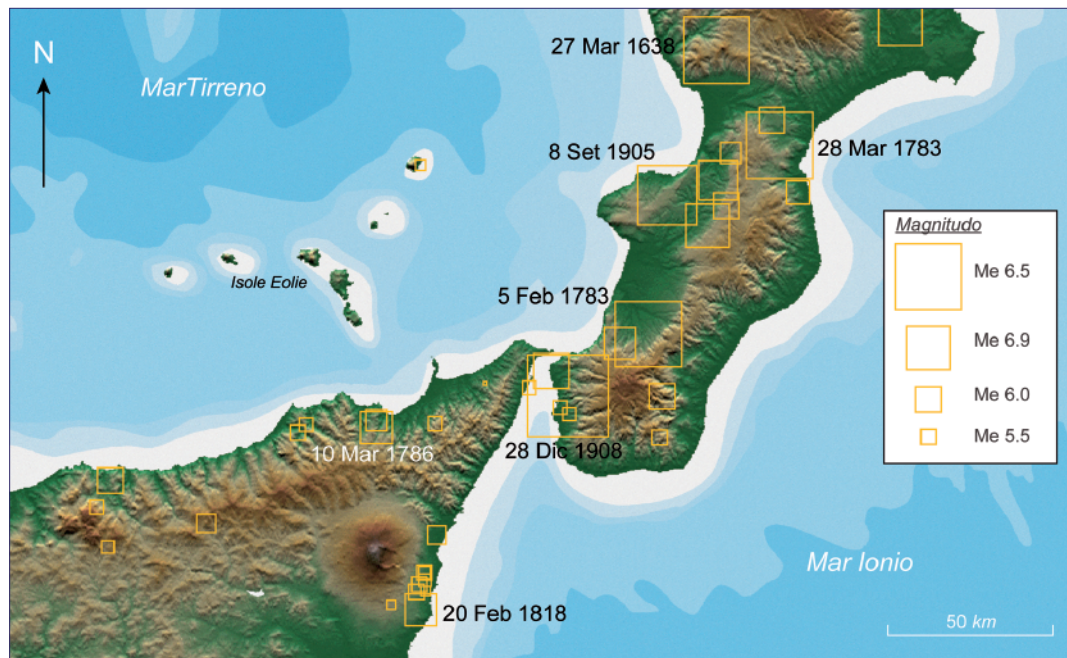
laborazione di un modello geodinamico unificato – e oggi largamente accettato – dell’evoluzione recente dello Stretto, di cui il terremoto del 1908 è una importantissima testimonianza. Il modello è dominato dall’interazione tra il sollevamento dell’Arco Calabro, un processo a grande scala legato alla subduzione della placca africana al di sotto del Mar Tirreno e la grande faglia distensiva – la sua lunghezza è stimata in 40 km circa – che ha generato il terremoto. Il buon accordo tra l’evoluzione recente dello Stretto e le deformazioni indotte in superficie dal terremoto del 1908 mostrano che la faglia che ne è responsabile gioca un ruolo determinante nel quadro sismotettonico dello Stretto.

Questo contributo ha l’obiettivo di fornire una panoramica per quanto possibile esauriente della ricerca sul terremoto del 1908 nel quadro sismotettonico dello Stretto di Messina. Nel testo cercheremo di mettere in evidenza le controversie contrapponendole alle conoscenze ormai acquisite. L’analisi parte dai primi studi sugli effetti del terremoto del 1908, prosegue con le analisi condotte negli ultimi due decenni e si conclude con una discussione sull’evoluzione dello Stretto alla luce delle caratteristiche della sorgente sismica e delle sue caratteristiche di ricorrenza.

Dagli studi pionieristici ai primi modelli della sorgente del terremoto

Il terremoto del 28 dicembre 1908 non arrivò del tutto inaspettato, poiché andò a cadere immediatamente a sud-ovest della regione colpita dalla sequenza del 1783, in un settore che complessivamente è tra i più attivi dell’intera penisola italiana (Fig.1; si veda in questo volume il contributo di A.Comastri e D.Mariotti). Si è trattato certamente di un grande terremoto, almeno per gli standard della sismicità europea (Fig.2; si veda in questo volume il contributo di E.Guidoboni e D.Mariotti). Gutenberg e Richter (1954) stimarono una magnitudo $M_S 7 \frac{1}{2}$, la più alta mai regi-

Figura 1 Sismicità storica dell’area dello Stretto di Messina e zone circostanti (dal *Catalogo dei Forti Terremoti in Italia*; Guidoboni et al. 2007).



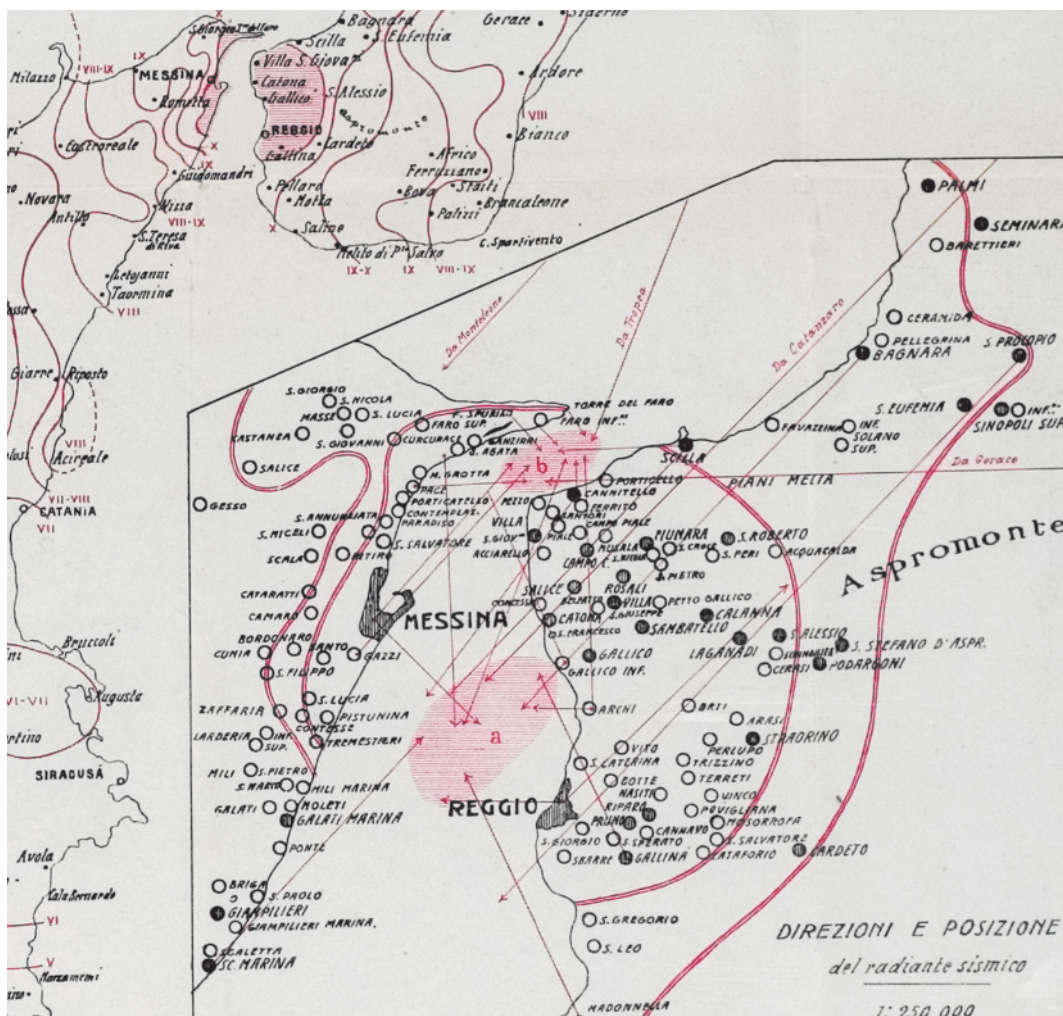


Figura 2 Andamento dell'intensità macrosismica secondo la ricostruzione di Baratta (1910). L'area di massimo danneggiamento ha una forma semicircolare e interessa entrambe le sponde dello Stretto, anche se appare fortemente asimmetrica verso la Calabria. Le due aree in grigio indicate con "a" e "b" sono identificate da Baratta come "centri di scuotimento", rispettivamente primario e secondario, e sono state ottenute attraverso osservazioni sulla direzione della scossa con il metodo originariamente proposto da Robert Mallet.

strata in Europa. Secondo Baratta (1910), gli effetti dinamici del terremoto furono così forti da spingere Giuseppe Mercalli ad aggiungere l'XI grado alla scala macrosismica da lui stesso introdotta appena qualche anno prima, nel 1902. Tuttavia diversi ricercatori, tra cui Omori (1909), osservarono che l'elevato livello di danneggiamento andava spiegato più con la scarsa resistenza degli edifici che con una eccezionale distruttività del terremoto. Successive osservazioni ed analisi hanno messo in evidenza anche la forte incidenza di effetti di amplificazione locale, particolarmente nella città di Messina.

L'intera comunità scientifica del tempo fu coinvolta nel dibattito sugli effetti e sulle cause del terremoto e del maremoto. Le prime indagini strumentali poterono contare su oltre 110 sismogrammi registrati a distanza regionale e telesismica (Rizzo 1910), e su circa 100 osservazioni di variazioni di quota ottenute dalla ribattitura di due linee geodetiche di livellazione fortuitamente misurate solo pochi anni prima del terremoto (Loperfido 1909; Fig.3).

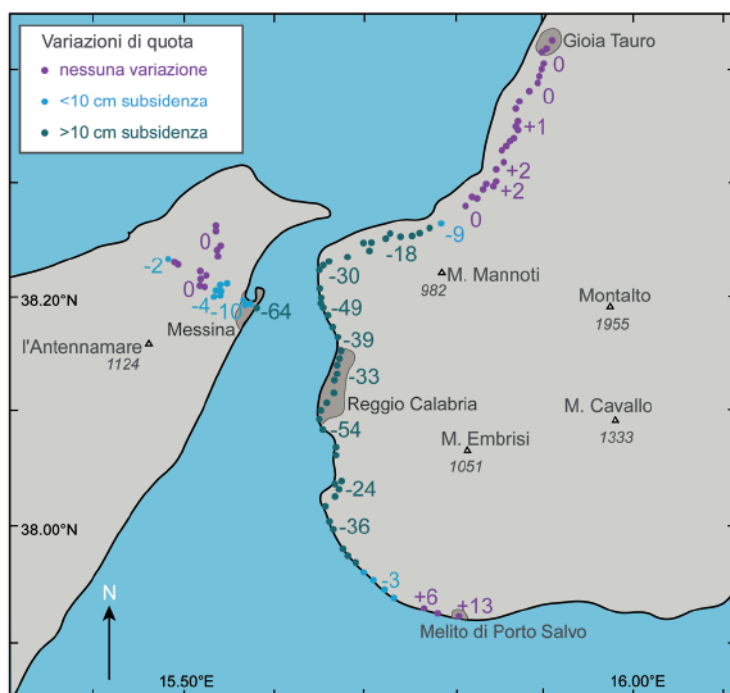


Figura 3 Variazioni di quota misurate da Loperfido (1909) a seguito del terremoto del 1908 (in cm).

La subsidenza tettonica più significativa fu osservata lungo il litorale di Reggio Calabria. Anche il porto di Messina ha subito sprofondamenti fino a 70 cm, ma questi fenomeni sono almeno in parte da ascrivere a costipazione di depositi superficiali e non a movimenti di natura tettonica.

faglia cieca
o faglia
di superficie?

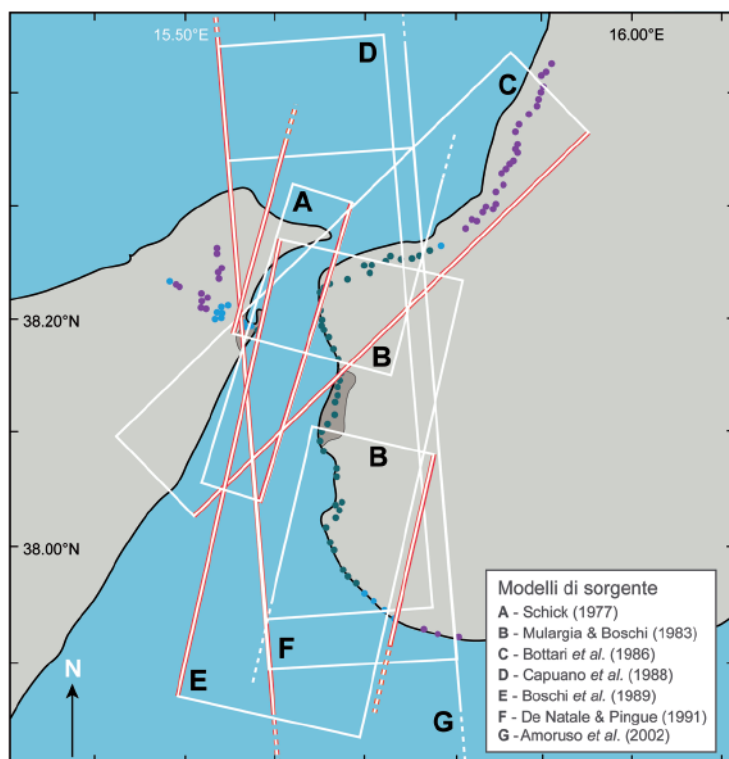
Il resoconto più completo e accurato degli effetti del terremoto è certamente quello pubblicato da Baratta (1910). Dalla lettura di questo testo, tuttavia, non si evincono elementi immediatamente riconducibili ai fenomeni di *fagliazione superficiale* che normalmente accompagnano un terremoto di queste dimensioni (su questo tema si veda in questo volume il contributo di M.Caciagli). Diversi autori hanno proposto che la faglia generatrice del terremoto potesse arrivare in superficie nello Stretto, interessando quindi il fondale marino, una ipotesi basata sulla confrontabilità dei livelli di danneggiamento sulle due sponde (ad esempio Schick 1977; Bottari *et al.* 1986). Inizialmente questa ipotesi sembrò coerente con i risultati ottenuti da Baratta (1910) il quale, utilizzando il metodo proposto da Robert Mallet per localizzare i terremoti sulla base della direzione di caduta dei monumenti, aveva posto l'epicentro in mezzo allo Stretto di fronte a Reggio Calabria (si veda l'area indicata con "a" in Fig.2). A conclusioni simili era arrivato anche lo studioso giapponese Omori (1909), che utilizzando la stessa metodologia aveva localizzato nello stesso tratto di mare anche la sorgente del maremoto. In effetti, l'attento riesame della distribuzione del danneggiamento svolta da E.Guidoboni e D.Mariotti (in questo volume) conferma che il danneggiamento fu molto più esteso sulla sponda calabrese dello Stretto; questa circostanza, chiaramente delineata già dalle analisi degli studiosi contemporanei (Fig.2), si accorda bene con il modello di sorgente che verrà discusso nel seguito.

Schick (1977) è stato il primo sismologo a studiare il terremoto del 1908 utilizzando i dati strumentali con tecniche moderne. Sulla base del riesame di 17 osservazioni di polarità del primo impulso, questo studioso ha proposto che il terremoto del 1908 sia stato generato da una grande faglia distensiva orientata N15°E, pendente 70° verso est e posta sotto l'asse dello Stretto (faglia "A" in Fig.4). Questo modello aveva però il notevole limite di essere incompatibile con i dati di variazione di quota di Loperfido (1909), che mostravano un sistematico sprofondamento delle piane costiere su entrambe le sponde dello Stretto e un modesto sollevamento delle due catene adiacenti (Aspromonte e Peloritani, rispettivamente sulla sponda calabrese e sici-

liana). L'andamento delle variazioni di quota fu effettivamente abbastanza inconsueto. Infatti, benché entrambe le linee di livellazione si stendessero ben al di fuori della zona maggiormente colpita dal terremoto (si confrontino le Figg.2 e 3), oltre il 95% del segnale registrato indicava subsidenza. Per riconciliare il sollevamento predetto dal suo modello con la subsidenza osservata sulla sponda calabrese Schick ha ipotizzato che il terremoto sia stato generato da una forza di sprofondamento unilaterale sovrapposta al normale meccanismo di dislocazione per doppia-coppia, il che avrebbe avuto come effetto quello di far sprofondare la crosta anche nel letto (*footwall*) di una grande faglia normale ad alto angolo.

Bottari et al. (1986) a loro volta hanno riesaminato il campo macrosismico del terremoto utilizzando la scala MSK. Sulla base della forma dell'isosisma di massima intensità questi autori hanno proposto che il terremoto sia stato generato da una faglia ad andamento NE-SW, pendente verso NW e posta sotto la porzione settentrionale della sponda calabrese dello Stretto ("C" in Fig.4).

Figura 4 Modelli di sorgente semplificati del terremoto del 1908 ottenuti da diversi autori a partire dalla fine degli anni '70. Il rettangolo in bianco delinea la proiezione in superficie della faglia sismogenetica. La riga rossa marca il lato meno profondo della faglia, indicandone così indirettamente la pendenza. I modelli A, B (solo faglia meridionale) e C prevedono una faglia pendente verso ovest o nordovest, mentre tutti gli altri, inclusa la faglia settentrionale del modello C e i modelli più recenti, prevedono una faglia pendente verso est.



A partire dai primi anni '80 del Novecento diversi ricercatori hanno utilizzato le osservazioni di Loperfido per riprodurre la sorgente del terremoto mediante modelli basati sulla "teoria della dislocazione elastica". I primi a usare questo approccio sono stati Mulargia e Boschi (1983), i quali hanno proposto un modello di sorgente con due faglie parallele orientate N15° ma pendenti in versi opposti, la principale delle quali pende 35° verso est ("B" in Fig.4).

Capuano et al. (1988) hanno invece proposto un meccanismo di sorgente basato su una sola faglia orientata N356°, pendente 39° verso est e caratterizzata da cinematica estensionale con una componente laterale destra ("D" in Fig.4).

Sulla base di un approccio lievemente più sofisticato che prevede variabilità dello spostamento sul piano di faglia (*variable slip approach*), Boschi et al. (1989) hanno pro-

primi modelli
geodetici
del terremoto

posto un modello con una singola faglia estensionale pura orientata N15° e pendente 30° verso est (“E” in Fig.4). Secondo questi ricercatori lo spostamento statico ha avuto luogo solo al di sotto della profondità di 3 km ed è stato concentrato in due zone di massimo rilascio di momento sismico: la prima posta vicino all’epicentro proposto da Omori (1909) e Baratta (1910) (in proposito si veda in questo volume il contributo di N.A.Pino), la seconda posta invece in prossimità dell’estremità settentrionale della faglia.

Utilizzando una tecnica analoga a quella scelta da Boschi *et al.* (1989), De Natale e Pingue (1991; “F” in Fig.4) hanno indagato la distribuzione di *slip* sul piano di faglia corrispondente al modello di sorgente proposto da Capuano *et al.* (1988). Hanno così identificato una zona di massimo rilascio di momento sismico quasi coincidente con quella identificata da Boschi *et al.* (1989).

La gran parte dei modelli presentati consente di stimare la magnitudo del terremoto nell’intervallo M_w 6.8–7.0; si tratta comunque di stime minime in considerazione del fatto che le osservazioni geodetiche normalmente non sono in grado di “vedere” tutta la deformazione, e quindi il momento sismico, effettivamente rilasciato dalla sorgente. Questa condizione è particolarmente vera per i terremoti che avvengono in mare, come nel caso del 1908.

In marcato contrasto con i modelli di sorgente del terremoto, che prevedono l’attivazione di una sola faglia principale estesa quanto tutto lo Stretto di Messina, gli schemi tettonici di questa regione hanno sempre fatto riferimento ad una evoluzione a Graben. In altre parole, lo Stretto è stato spesso visto come una fossa tettonica bordata da faglie su entrambe le sponde (si vedano per esempio Ghisetti 1984; Montenat *et al.* 1991; Tortorici *et al.* 1995). La gran parte di questi schemi spiegava la formazione dei numerosi terrazzi marini che si osservano nella regione dello Stretto come il risultato dell’azione di una gradinata di faglie estensionali secondo il meccanismo del *footwall uplift* (sollevamento dei terrazzi al letto della faglia). Queste faglie sarebbero allo stesso tempo responsabili di una significativa estensione dello Stretto, ripartita però su diverse linee di dislocazione sub-parallele anche se immergenti in versi opposti (verso la Sicilia e verso la Calabria, rispettivamente sulle sponde occidentale e orientale dello Stretto).

Secondo questa prospettiva il terremoto del 1908 non sarebbe necessariamente l’unica manifestazione del campo di sforzi attivo nell’area e che avrebbe portato all’attuale configurazione dello Stretto. Numerose sorgenti sismogenetiche di geometria diversa contribuirebbero a determinare l’assetto strutturale e la sismicità dell’area; una configurazione che, se dimostrata, renderebbe particolarmente ardua l’elaborazione di un modello di ricorrenza dei terremoti.

Gli anni ’80 sono stati un decennio di grande attenzione per il terremoto del 1908. Nonostante questo, la serie di studi che si sono succeduti non hanno portato ad un aumento decisivo del grado di consenso sulla sorgente del terremoto. I modelli basati sui dati strumentali, e particolarmente sui dati di livellazione, puntano concordemente a una faglia lunga tra 40 e 80 km (ma con una preferenza per i valori più bassi), orientata da NNW–SSE a NNE–SSW, con componente estensionale predominante e pendente debolmente verso est.

Questa faglia si estende tra i 3–5 e i 12–20 km, a seconda dei diversi modelli, ed è quindi una faglia “cieca”, ovvero che non arriva a interessare direttamente la superficie topografica. In contrasto con questo modello diversi ricercatori (tra cui ad esempio Tortorici *et al.* 1995; Monaco e Tortorici 2000; Catalano *et al.* 2003) hanno sostenuto che la sorgente del terremoto del 1908 andava ricercata tra le diverse faglie esposte sui due lati dello Stretto, e particolarmente tra quelle che si trovano sul lato calabrese.

Alla fine degli anni '80 la dispersione delle opinioni dei ricercatori coinvolti sulle caratteristiche del terremoto del 1908 era quindi ancora molto ampia, al punto da far ritenere irraggiungibili obiettivi come una valutazione più esatta della localizzazione e delle dimensioni della sorgente e l'elaborazione di stime del tempo di ritorno atteso.

Gli anni '90 del Novecento: nuovi dati, nuove tecniche analitiche e nuovi schemi interpretativi

Gli anni '90 del Novecento e i primissimi anni del decennio in corso hanno finalmente segnato una svolta nella comprensione della sorgente del terremoto del 1908. Passiamo brevemente in rassegna i contributi che, attraverso nuove osservazioni o nuove analisi dei dati esistenti, hanno contribuito a questo risultato.

Il terremoto del 1908 ha iniziato a essere riconsiderato in una chiave che consentisse di interpretarlo congiuntamente al contesto geodinamico in cui esso ha avuto luogo. In particolare Valensise e Pantosti (1992) hanno tentato di riconciliare il modello di sorgente proposto da Boschi *et al.* (1989) con la geologia recente dello Stretto, proponendo che le principali caratteristiche dell'evoluzione strutturale, dei processi sedimentari e del paesaggio siano interpretabili come effetto del ripetersi di terremoti come quello del 1908. Questa ipotesi e le sue implicazioni verranno descritte in dettaglio nella sezione che segue.

Sulla base di un accurato riesame dei sismogrammi relativi al terremoto del 1908, Pino *et al.* (2000) hanno ottenuto una funzione-sorgente particolarmente affidabile, e quindi una stima robusta della lunghezza della rottura (ovvero della faglia) e della magnitudo dell'evento (si veda in questo volume il contributo di N.A.Pino). La distribuzione di *slip* ottenuta e la lunghezza complessiva della faglia sono decisamente simili a quelle proposte da Boschi *et al.* (1989) e ben confrontabili con quelle proposte da De Natale e Pingue (1991). Purtroppo la distribuzione azimutale delle registrazioni sismometriche disponibili non ha consentito di determinare un meccanismo focale attraverso la modellazione delle forme d'onda. Nonostante questa limitazione, la buona sovrapponibilità dei risultati ottenuti con dati diversissimi e del tutto indipendenti – quelli sismometrici e quelli di livellazione – indica che tutto o quasi tutto il momento sismico è stato rilasciato da una faglia lunga 40–50 km e posta all'interno dello Stretto. Il modello ottenuto dai dati sismometrici vincola la magnitudo-momento (M_w) al valore di 7.1, lo stesso ottenuto da Schick (1977). Questa stima è ben confrontabile con quella ottenuta dai dati di livellazione (6.8–7.0), tenendo conto anche della già citata tendenza di queste osservazioni a sottostimare in qualche misura il momento sismico complessivamente rilasciato. Si noti che una variabilità di questo ordine di grandezza si riscontra anche per terremoti molto più recenti o attuali.

forti vincoli
alla magnitudo

L'analisi condotta da Pino *et al.* (2000) ha anche mostrato che la rottura si è propagata da sud verso nord, e quindi che la sua nucleazione deve aver avuto luogo nella porzione meridionale dello Stretto, come già suggerito da Omori (1909) e da Baratta (1910). Secondo McGuire *et al.* (2002), circa l'80% dei grandi terremoti crostali mostra una rottura essenzialmente unilaterale, una caratteristica che ha significative implicazioni per la stima dello scuotimento atteso nelle regioni circostanti le estremità della faglia. Questo tema è trattato estesamente nel contributo di E.Faccioli, M.Vanini e M.Villani in questo volume.

Altri ricercatori hanno successivamente recuperato i sismogrammi del terremoto del 1908 cercando di ricavarne nuove informazioni, o quantomeno nuovi vincoli alle

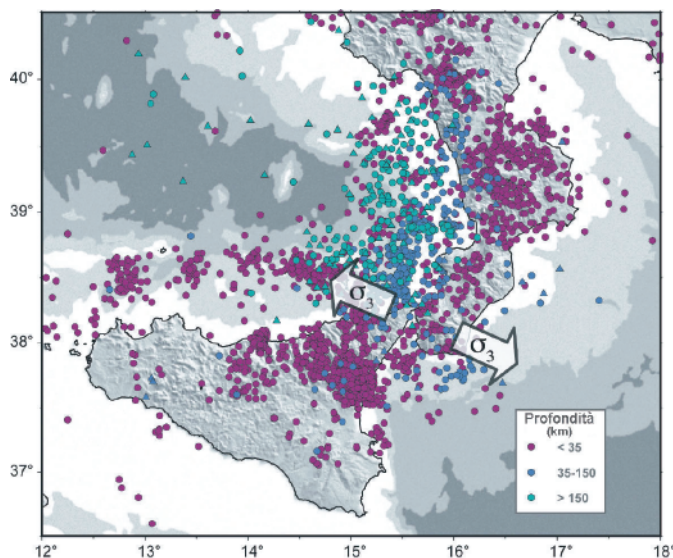
ipotesi già formulate. Sfruttando la progressiva evoluzione delle tecniche analitiche, Amoruso *et al.* (2002) hanno svolto un'inversione congiunta dei dati sismometrici, limitatamente alle polarità del primo impulso, e dei dati di livellazione, con l'obiettivo di migliorare la definizione del modello di sorgente. Il loro modello preferito ("G" in Fig.4) prevede una singola faglia orientata circa N-S, pendente verso est con un angolo di circa 40°, sostanzialmente più lunga delle precedenti e caratterizzata da cinematica transtensiva con una componente destra non trascurabile. Lo *slip* si concentra nella parte meridionale della faglia.

Michellini *et al.* (2005) hanno utilizzato i sismogrammi storici per ricavare la localizzazione ipocentrale del terremoto, che nel caso di un grande evento come il 1908 rappresenta il punto di nucleazione della rottura. La tecnica utilizzata fornisce la miglior localizzazione e una nuvola di incertezza intorno ad essa, che a causa dell'età dei sismogrammi e delle incertezze sui riferimenti orari degli osservatori geofisici che registrarono l'evento si presenta come un'area grossolanamente circolare di circa 15 km di diametro. La localizzazione proposta da Michellini *et al.* (2005) non è molto dissimile da quella già proposta da Omori (1909) e da Baratta (1910). Essa pone la nucleazione vicino al bordo meridionale delle faglie proposte da Capuano *et al.* (1988), Boschi *et al.* (1989) e De Natale e Pingue (1991), a una profondità confrontabile con la profondità massima raggiunta da tali faglie (12–15 km). Si noti in proposito che nella gran parte dei terremoti per faglia normale la rottura tende a nucleare in prossimità della base della faglia e quindi a propagarsi verso la superficie (si veda ad esempio Doser e Smith 1985 e Carminati *et al.* 2004). Pur se con le forti incertezze tipiche del metodo, la profondità ipocentrale del terremoto del 1908 era stata già calcolata a partire dai dati macrosismici da Emilio Oddone (riportato in Baratta 1910), che aveva stimato un valore di 9 km. Tale valore è assolutamente realistico se si considera che il metodo macrosismico è sensibile alla maggiore concentrazione del rilascio di momento sismico; questo dovrebbe aver avuto luogo a una profondità mediana tra i bordi superiore e inferiore della faglia, ovvero tra 3–5 e 12–15 km, rispettivamente.

L'analisi di dati sismometrici di buona qualità relativi a terremoti recenti e di dati di deformazione crostale, essenzialmente GPS, ha consentito ricostruzioni particolarmente dettagliate dei campi di sforzo e deformazione (si vedano in questo volume i contributi di L.Margheriti e coautori e di G.Neri, B.Orecchio e D.Presti). Nello Stretto di Messina hanno luogo frequenti terremoti di bassa energia localizzati prevalentemente nella crosta superiore ma occasionalmente anche nel mantello superiore (Fig.5). I terremoti crostali sono stati recentemente analizzati da Neri *et al.* (2004), i quali hanno trovato che nell'area dello Stretto la sismicità risponde a un campo di sforzo estensionale orientato WNW–ESE (Fig.5). Questo regime di sforzo è compatibile sia con la direzione del vettore di *slip* prevista da molti dei modelli di faglia proposti, sia con l'evidenza di attivazione di faglie di superficie sul versante calabrese; tuttavia si noti che questa direzione di sforzo implica estensione pura per le faglie orientate NNE–SSW (modelli A, B, C ed E in Fig.4) ed estensione con una significativa componente destra per le faglie orientate N–S o NNW–SSE (modelli D, F e G in Fig.4).

Lo Stretto di Messina è stata una delle prime aree in Italia ad essere tenuta sotto attenta osservazione sotto il profilo delle deformazioni orizzontali. Le misure sono state effettuate attraverso una densa rete geodetica istituita ormai da alcuni decenni e progressivamente migliorata negli anni (si veda in questo volume il contributo di L.Margheriti e coautori). Le prime misure, tuttavia, non diedero risultati significativi relativamente alla deformazione in atto tra le due sponde dello Stretto, probabil-

Figura 5 Sismicità della Sicilia e della Calabria dal catalogo della Rete Sismica Nazionale dell'INGV per il periodo 1984–2001 (circoletti), e terremoti profondi ($h > 50$ km) per il periodo 1964–1984 (triangoli). Si noti che la sismicità di fondo si concentra intorno piuttosto che all'interno dello Stretto di Messina, un fenomeno che probabilmente riflette il forte e relativamente recente rilascio avvenuto con il terremoto del 1908. Da D'Agostino e Selvaggi (2004), modificata.



mente a causa della modesta entità delle quantità da misurare combinata con il limitato potere risolutivo delle tecniche di geodesia terrestre disponibili negli anni '70 e primi anni '80 (Caputo *et al.* 1974).

Le cose sarebbero cambiate drasticamente con l'avvento della tecnologia GPS, anche se le prime campagne di misure finalizzate a valutare le variazioni nella posizione relativa delle due sponde dello Stretto continuarono a non dare risultati al di sopra del livello dell'incertezza (Anzidei *et al.* 1998). Sono stati necessari ancora alcuni anni di evoluzione tecnologica e di raffinamento delle reti perché fossero messe in evidenza dislocazioni decisamente al di sopra di ogni incertezza sperimentale (Fig.6). D'Agostino e Selvaggi (2004) hanno così documentato estensione attraverso lo Stretto di Messina in direzione WNW–ESE ad una velocità di 2–3 mm/anno. Tale direzione di estensione è coerente con la gran parte dei modelli di faglia discussi finora, anche se privilegia i modelli con faglie orientate puramente estensionali NNE–SSW (A, B, C ed E in Fig.4). Come vedremo nel seguito, anche la velocità dell'estensione è in buon accordo con l'evidenza storica e geologica.

estensione
geologica
ed estensione
geodetica

Un modello di sintesi del terremoto del 1908

Abbiamo finora delineato una serie di contributi sperimentali ed interpretativi all'identificazione di un modello di faglia per il terremoto del 1908. In questa sezione viene presentato il modello di sintesi che è stato ricavato dai dati mostrati in precedenza e dalle considerazioni finora svolte. Il modello consente di ottenere scenari deterministici di scuotimento per l'area dello Stretto e per le regioni circostanti, ed è stato già utilizzato in applicazioni quali la valutazione dello scuotimento atteso ai piloni del progettato ponte sullo Stretto (AA.VV. 2008) e l'elaborazione di scenari di danno e perdita (Franco *et al.* 2008). Un'applicazione alla valutazione della pericolosità dello Stretto è contenuta nel contributo di E.Faccioli, M.Vanini e M.Villani, in questo volume.

Il modello è basato su quello originariamente proposto da Boschi *et al.* (1989); esso soddisfa la gran parte delle osservazioni sismometriche e geodetiche, ma allo stesso tempo è in buon accordo sia con i campi di sforzo e deformazione attuali deducibili da dati sismologici e GPS, sia con osservazioni a grande scala sull'evoluzio-

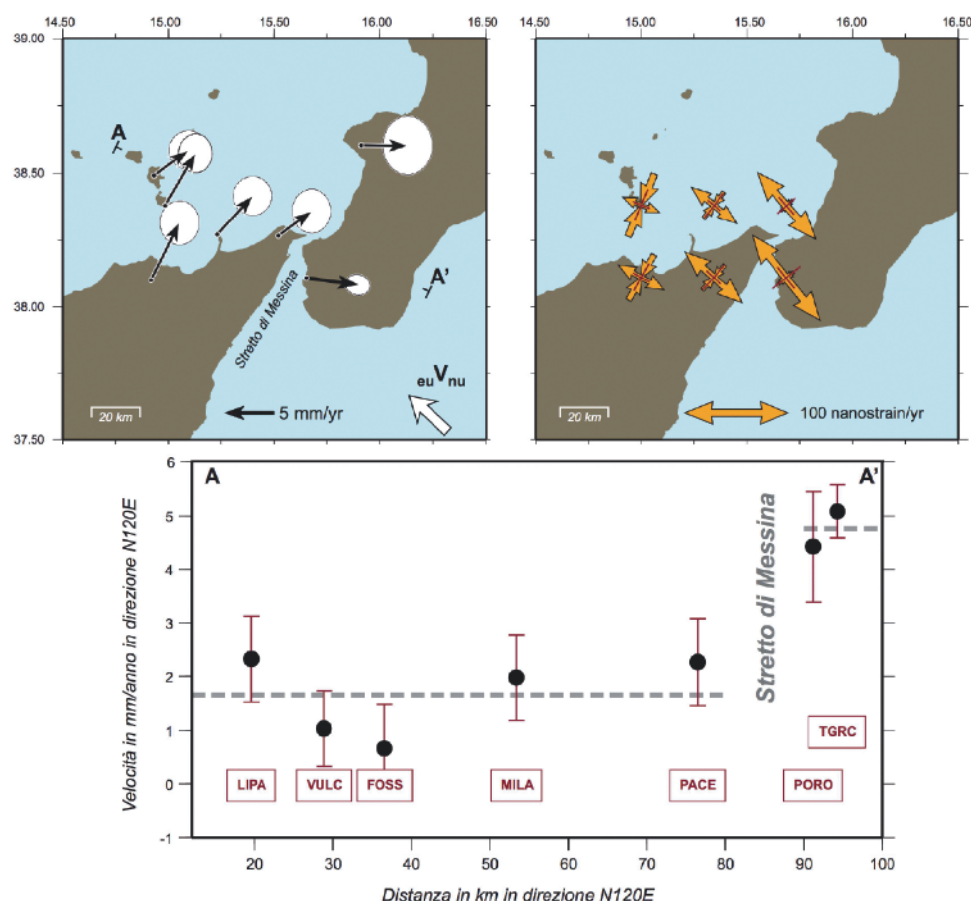


Figura 6 (sopra, a sinistra) Velocità GPS in un sistema di riferimento Nubia. (sopra, destra) Assi principali dello *strain* orizzontale (in giallo) e incertezze 1σ associate (in rosso). (in basso) Velocità GPS proiettate lungo il profilo A–A' della figura in alto a sinistra: le barre di errore rappresentano una deviazione standard. Tutte le immagini sono tratte da D'Agostino e Selvaggi (2004), ritracciate e modificate.

ne della geologia recente e del paesaggio (a questo riguardo si veda la sezione che segue). Inoltre, la localizzazione della faglia proposta è in accordo con il punto di nucleazione del terremoto e con la forma dell'area di massimo danneggiamento, ovviamente al netto degli effetti di amplificazione locale. In particolare, la combinazione della posizione della faglia proposta, della sua orientazione e della direttività della rottura sono del tutto in accordo con le principali caratteristiche della distribuzione del danno, tra cui:

- la concentrazione del danno nella porzione settentrionale dello Stretto, in corrispondenza della metà più settentrionale della faglia proposta;
- l'asimmetria del danneggiamento, che interessa la sponda calabrese in modo molto più significativo e con una penetrazione nell'entroterra molto superiore rispetto a quanto osservato sulla sponda siciliana;
- la maggiore rapidità del decadimento dell'intensità macrosimica sulla sponda siciliana rispetto a quella calabrese.

La Fig.7 riassume graficamente quanto asserito mostrando congiuntamente il modello di faglia proposto, il punto di nucleazione/epicentro come proposto da Michelini *et al.* (2005), l'andamento della direttività secondo quanto proposto da Pino *et al.* (2000), e l'andamento del danneggiamento secondo la prima ricostruzione di Baratta (1910).

L'ipotesi di nucleazione del terremoto del 1908 nella parte meridionale dello Stretto è supportata anche da una significativa ancorché debole evidenza di carattere sismologico. In un esame della sismicità precedente la grande scossa del 28 dicembre, Barratta (1910) riporta infatti un significativo aumento della sismicità tutto intorno allo Stretto, aumento culminato alle ore 23 del 27 dicembre con una scossa sentita a Letojanni e descritta come “*forte ondulatoria di 3 secondi: fu sensibile a Noto.*” (si veda in proposito il contributo di E.Guidoboni e D.Mariotti, in questo volume). Questa scossa – che verosimilmente ha avuto una magnitudo superiore a 3.0 – non è attestata in alcuna località dell'entroterra di Letojanni, facendo ritenere che il suo epicentro potrebbe essere stato in mare a una certa distanza dalla costa, dunque non lontano dal bordo meridionale della sorgente del 1908 (Fig.7). Potrebbe trattarsi quindi di una scossa premonitrice che anticipa di qualche ora l'inizio della nucleazione del terremoto principale. Il bordo meridionale della faglia sembra peraltro coincidere anche con una struttura tettonica trasversale ben nota in letteratura, la Tindari–Giardini (Ghisetti 1979); struttura che secondo Azzaro *et al.* (2007) potrebbe avere generato il terremoto del 28 marzo 1780, di magnitudo M_w 5.6.

La terminazione settentrionale della faglia è abbastanza ben vincolata dai dati geodetici e sismologici e dall'assetto strutturale dello Stretto stesso. In particolare la faglia non sembra estendersi oltre l'ingresso nord dello Stretto, come suggerito anche dalla mancanza di significativi effetti di maremoto a nord della penisola di Ganzirri (Piatanesi *et al.* 1999; si veda anche in questo volume il contributo di A.Piatanesi, S.Lorito e F.Romano), e risulta quindi interamente confinata nello Stretto. L'orientazione della faglia, che mostra una variabilità di circa 20° nelle analisi strumentali

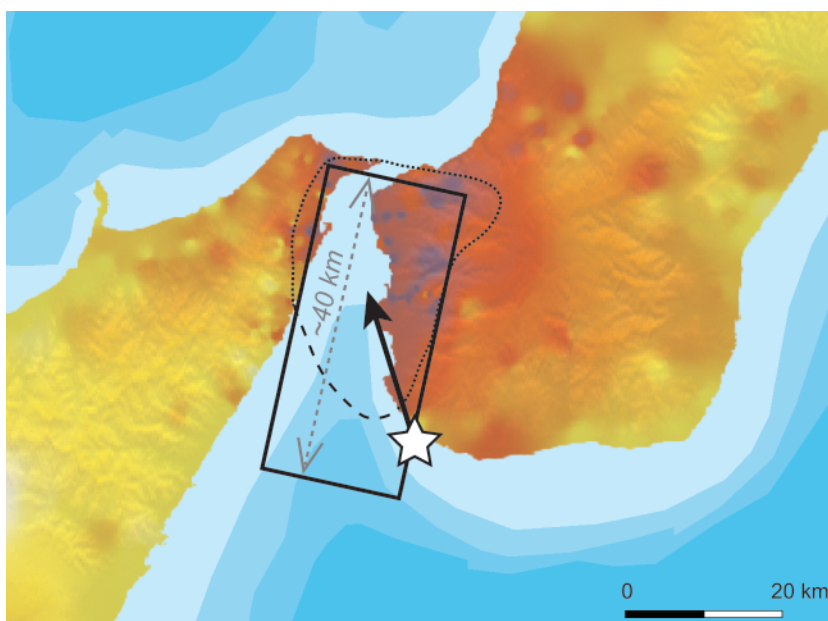


Figura 7 Visione sinottica delle caratteristiche della rottura associata al terremoto del 1908, basata sull'andamento del danneggiamento (si veda il contributo di E.Guidoboni e D.Mariotti in questo volume). La regione di massima intensità macrosismica è delineata da una linea tratteggiata. La proiezione in superficie del modello di faglia discusso nell'articolo è mostrata da un rettangolo grigio. La stella indica l'epicentro della scossa secondo Michelini *et al.* (2005). La freccia grigia indica la presumibile direzione di propagazione della rottura, che avrebbe indotto una distribuzione del danneggiamento decisamente asimmetrica penalizzando la parte centrale e settentrionale dello Stretto – e quindi i due principali centri abitati, rispetto a quella meridionale.

geodetiche, è vincolata dalle osservazioni geologiche e geomorfologiche discusse in Valensise e Pantosti (1992).

Il modello di sintesi discusso è delineato in Tab.1. Questo modello è stato incorporato nella prima versione pubblica del *Database of Individual Seismogenic Sources* (DISS 2.0; Valensise e Pantosti 2001) e più tardi nelle sue versioni successive (DISS 3.0.4; DISS Working Group 2007; Basili *et al.* 2008).

Infine, la Fig.8 mostra le variazioni di quota e le deformazioni orizzontali attese per il terremoto del 1908, calcolate sulla base del modello di faglia di Tab.1 utilizzando una distribuzione di *slip* semplificata derivata da quella proposta da Boschi *et al.* (1989). Questa immagine sarà utile per l'interpretazione proposta nella sezione che segue.

Indizi geologici sulla sorgente del terremoto del 1908

Numerosi elementi della geologia recente e del paesaggio suggeriscono l'esistenza di legami piuttosto forti tra il processo di creazione dello Stretto e la sorgente sismica, così come è descritta dal modello di riferimento discusso nella sezione precedente. Verificare questa relazione tra sorgente sismica ed evoluzione geologica significa non solo dimostrare che lo *slip* sulla faglia responsabile del terremoto del 1908 è un efficace “generatore di paesaggio”, ma significa soprattutto convalidare su base geologica e geomorfologica la correttezza del modello proposto, almeno alla scala dell'intero Stretto e senza pretesa di rendere ragione anche di fenomeni locali e faglie minori.

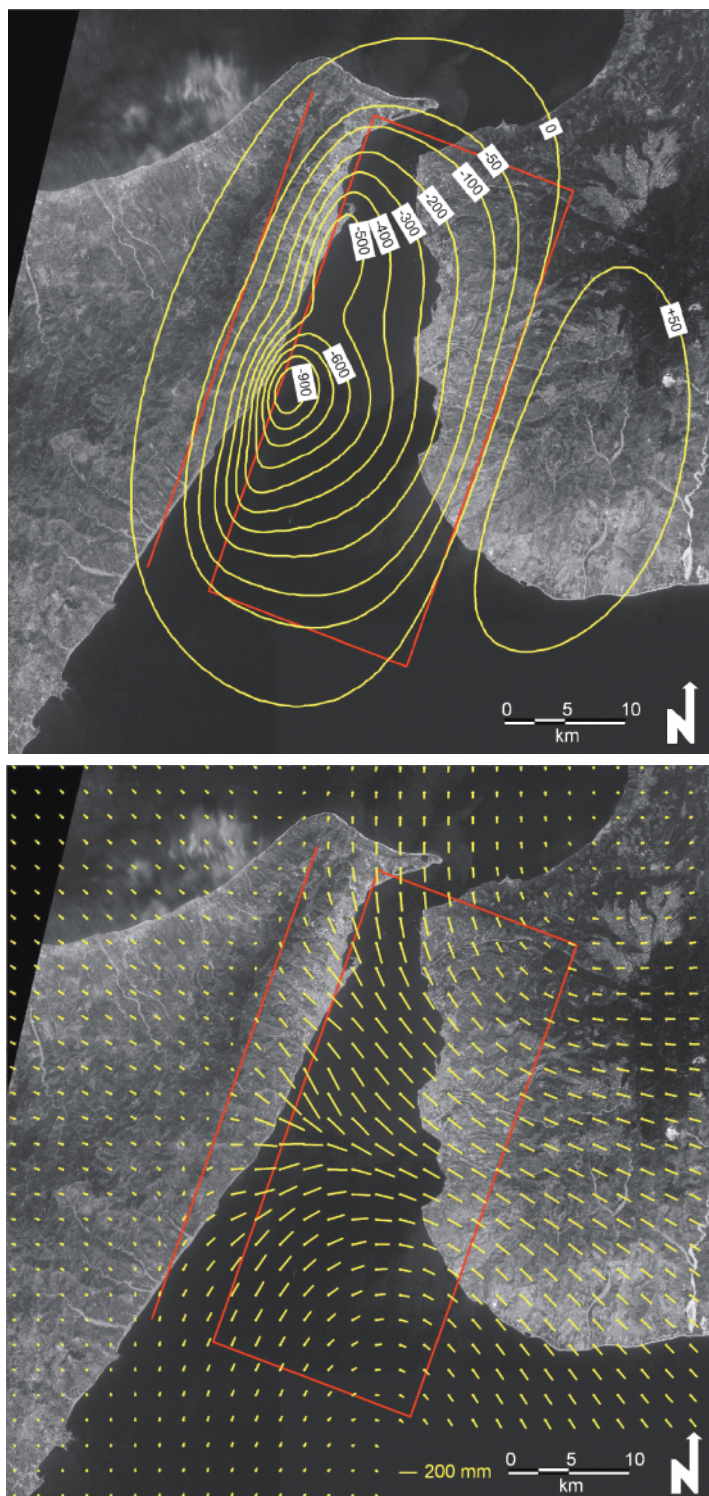
Per iniziare ci concentriamo sulla somiglianza tra la topografia dello Stretto di Messina e le variazioni di quota cosismiche previste dal modello. Queste descrivono una sorta di “fossa cosismica” allungata parallelamente ai Monti Peloritani, sulla sponda siciliana, e all'Aspromonte, sulla sponda calabrese (si confrontino le Figg.8 e 9). In corrispondenza di entrambe le estremità della faglia anche questa “fossa” mostra delle discontinuità, a loro volta coincidenti con marcate discontinuità strutturali: all'estremità nord della faglia si osservano una perdita di quota della dorsale dei Peloritani, il delinarsi della penisola di Ganzirri e una improvvisa variazione di orientamento della costa calabrese; all'estremità sud si osserva una variazione improvvisa nell'andamento topografico e nella direzione della cresta dei Peloritani, che come abbiamo visto sembra coincidere con il prolungamento in mare della linea “Tindari–Giardini”. Un profilo attraverso la parte mediana dello Stretto mostra che il lato siciliano della “fossa cosismica” è almeno due volte più ripido del lato calabre-

il 1908
come “generatore
di paesaggio”

Tabella 1 *Sintesi dei parametri di faglia per il modello di riferimento del terremoto del 1908. La faglia è rappresentata convenzionalmente da una superficie planare rettangolare*

Orientazione (gradi)	20°	Misurata a partire dal nord
Pendenza (gradi)	29°	Angolo tra il piano di faglia e l'orizzontale
<i>Rake</i> (gradi)	270°	Angolo di scorrimento tra i due piani della faglia, misurato in senso antiorario sul letto della faglia a partire dall'orizzontale
Lunghezza (km)	40,0	Lato lungo della faglia, ipotizzata rettangolare per semplicità
Larghezza (km)	20,0	Lato corto della faglia, ipotizzata rettangolare per semplicità
Profondità minima (km)	3,0	Profondità del bordo superiore della faglia
Profondità massima (km)	12,7	Profondità del bordo inferiore della faglia
<i>Slip</i> (m)	1,42	Dislocazione cosismica media
M_w	7,0	Magnitudo–momento
M_0 (Nm)	$3,5 \times 10^{19}$	Momento sismico
Longitudine	15.378 N	Coordinate della proiezione sulla superficie dell'angolo più meridionale del piano di faglia
Latitudine	37.939 E	

Figura 8 Variazioni di quota (*sopra*) e dislocazioni orizzontali (*sotto*) predette dal modello di faglia discusso nell'articolo e riassunto in Tab.1. Le variazioni di quota sono espresse con isolinee in millimetri (l'equidistanza è 25 mm); il segno meno indica subsidenza. Gli spostamenti orizzontali sono indicati da un segmento che termina con un pallino: lo spostamento avviene in direzione opposta a quella del pallino. Nel calcolo lo *slip* non è assunto uniforme, come nel modello sintetizzato in Tab.1, ma è basato su una distribuzione di *slip* semplificata derivata da quella proposta da Boschi *et al.* (1989). Complessivamente il modello predice significativa subsidenza lungo l'asse dello Stretto e debole sollevamento di entrambe le sponde, il che crea la "fossa cosismica" discussa nel testo. Si noti che il versante siciliano di questa fossa è sostanzialmente più ripido di quello calabrese, in accordo con l'andamento della topografia.



se (Fig.8), così come il gradiente topografico medio del versante siciliano dello Stretto (0.15) è circa il doppio del corrispondente gradiente sul versante calabrese (0.08). Si noti a questo proposito che i modelli di faglia orientati N-S o NNW-SSE (D, F e G in Fig.4) violano tutti questi semplici vincoli topografici, a cominciare dal fatto che,

poiché queste faglie tagliano di netto la penisola di Ganzirri, ne dovrebbero aver inhibito la formazione. Analogamente, i modelli che prevedono una faglia pendente verso ovest (A, B in Fig.4) indurrebbero sollevamento e subsidenza con un andamento che è in totale opposizione con l'assetto topografico attuale. In sintesi, per tutti questi modelli non è possibile ipotizzare una relazione coerente e costruttiva tra deformazione cosismica ed evoluzione a lungo termine; al contrario, la relazione distruttiva tra tali modelli e l'andamento della topografia porta alla difficilmente accettabile conclusione che il terremoto del 1908 sia stato un *unicum* nella storia dello Stretto, o quantomeno che non abbia avuto molti predecessori.

Provare l'esistenza di un legame tra la sorgente del terremoto del 1908 e l'evoluzione geologica, sedimentologica e geomorfologica recente dello Stretto richiede tuttavia l'elaborazione di un modello evolutivo che tiene in conto tutte le principali caratteristiche del paesaggio dello Stretto (Fig.9). Ad esempio, la ripetizione di terremoti tipo-1908 può spiegare la subsidenza nella zona assiale dello Stretto (Fig.8), ma certamente non giustifica la creazione di topografia fino a 2000 metri nel massiccio dell'Aspromonte. Fin da prima del 1908 la Calabria e la Sicilia nordorientale sono state ben note ai geografi e ai geologi per la ricchezza di depositi marini e costieri emersi e per le numerose testimonianze di linee di riva antiche oggi sollevate per molte centinaia di metri (si veda ad esempio la classica descrizione della geologia della Calabria ad opera di Cortese 1895). Uno degli elementi più caratteristici del paesaggio dello Stretto si trova in Aspromonte, di fronte e con la stessa orientazione dello Stretto; una piattaforma di abrasione marina lunga fino a 20 km, larga fino a 5 km, debolmente pendente verso ovest – cioè verso lo Stretto – scavata nelle rocce cristal-

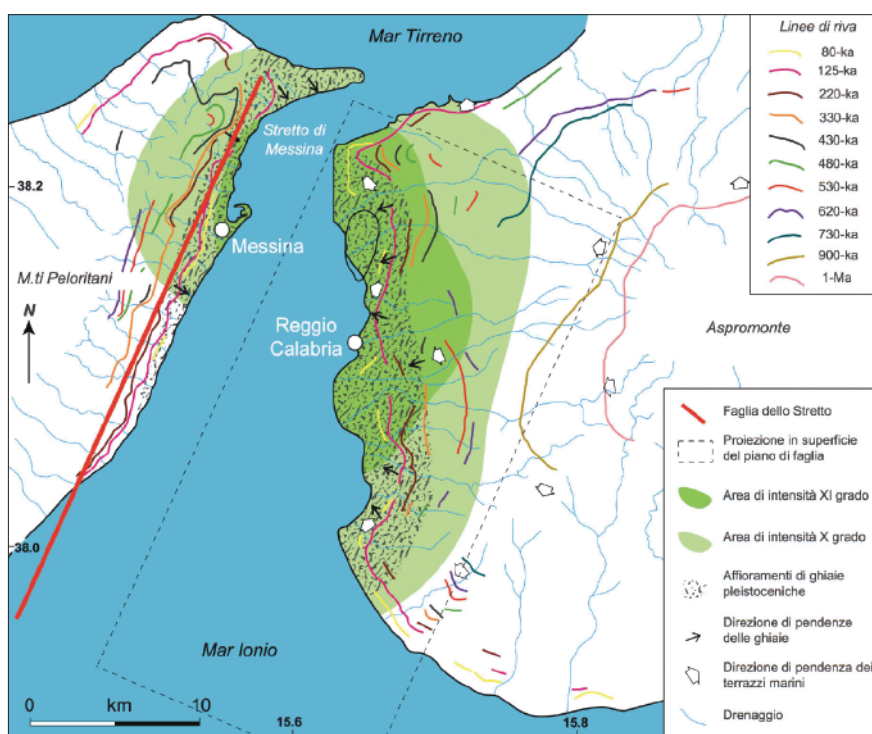


Figura 9 Sintesi delle principali caratteristiche geologiche e geomorfologiche dello Stretto di Messina in relazione alla distribuzione del danno e alla posizione della faglia che ha generato il terremoto, di cui viene mostrata la proiezione in superficie (da Valensise e Pantosti 1992, ritracciata). L'immagine deve essere raffrontata con le variazioni di quota predette per il terremoto del 1908 (Fig.8).

line tardo-cenozoiche e sedimentarie del Pleistocene inferiore che formano il massiccio Calabro-Peloritano (Fig.9). La linea di riva associata a questa superficie di abrasione marina si trova oggi ad una quota di 1150–1200 metri; e poiché la superficie è ritenuta essere più giovane di 0,8–1,0 milioni di anni sulla base dell'età delle rocce più giovani in cui è incisa (si veda ad esempio Montenat *et al.* 1991), questo ampio terrazzo marino documenta da solo un sollevamento a grande scala che ha proceduto ad una velocità media anche di 1,4 mm/anno per diverse centinaia di migliaia di anni.

Veloce sollevamento è documentato direttamente anche da numerose osservazioni di depositi costieri contenenti *Strombus Bubonius*, un fossile guida che marca in modo estremamente fedele un picco climatico e un massimo stazionamento del livello del mare avvenuto circa 125.000 anni fa (corrispondente con il *Marine Isotope Stage 5e*). Questi depositi si rinvenivano nei dintorni di Reggio Calabria a quote comprese tra 100 e 160 m (si vedano Bordoni e Valensise 1998, e Ferranti *et al.* 2006, per una sintesi di queste osservazioni). Diverse altre piattaforme di abrasione marina possono essere identificate tra la quota della linea di riva di 125.000 anni e il terrazzo marino di 1150–2000 metri; la loro età può essere desunta per via diretta, attraverso la datazione di fossili, o per via indiretta, sulla base della loro quota attuale, avendo sempre presente la curva del livello marino durante l'ultimo milione di anni.

In sintesi, diverse osservazioni, alcune delle quali molto ben vincolate, sulla posizione e quota attuale di linee di riva fossili documentano un sollevamento continuo dell'area dello Stretto almeno durante gli ultimi 700.000 anni. Osservazioni e indicazioni simili si ritrovano quasi ovunque in Calabria e in Sicilia nordorientale, anche se con tassi di sollevamento generalmente minori. Le dimensioni della zona in sollevamento indicano il suo carattere decisamente regionale, in quanto esso coinvolge un settore della litosfera esteso per centinaia di chilometri in senso longitudinale alla catena e per diverse decine di chilometri in senso trasversale.

Valensise e Pantosti (1992) hanno ricostruito in dettaglio la quota della linea di riva datata 125.000 anni tra Scilla e Lazzaro, ai due estremi dello Stretto (Figg.9 e 10). Secondo la loro analisi, questa linea di riva varia in quota tra 100 e 170 m, valori che corrispondono a tassi di sollevamento tra 0,9 e 1,4 mm/anno. Gli stessi autori hanno anche proposto che la quota attuale di questo importante *marker* geologico si accorda con l'andamento della subsidenza indotta dal terremoto del 1908 lungo la sponda calabrese dello Stretto (Figg.3 e 8). Ne hanno concluso che le variazioni di quota della linea di riva di 125.000 anni fa sono il risultato del ripetersi di eventi di dislocazione, ovvero terremoti, lungo la faglia dello Stretto: la linea di riva è bassa nei punti in cui si avvicina alla regione di massima subsidenza osservata nel 1908, e alta nelle aree che ricadono al di fuori della zona interessata dalla faglia stessa, ovvero al di fuori dello Stretto. In altre parole, la quota attuale della linea di riva sarebbe per così dire “modulata” dalla sua maggiore o minore vicinanza alla faglia dello Stretto. Questa circostanza e l'assenza di improvvise variazioni di quota nell'andamento di questa linea di riva sono un'importante indicazione che nessuna delle diverse faglie che intercettano la linea di riva di 125.000 anni fa, come la faglia di Reggio Calabria descritta da Tortorici *et al.* (1995), è stata attiva in modo significativo tra l'epoca di formazione della linea di riva stessa e l'attuale. Diversamente, la linea di riva risulterebbe interrotta e dislocata in maniera brusca e chiaramente riconoscibile. L'assenza di scalini improvvisi nell'andamento della subsidenza indotta dal terremoto all'attraversamento di queste faglie testimoniato dalle osservazioni di livellazione, e la mancanza di testimonianze dirette del loro movimento a seguito del terremoto (a riguardo si veda in questo volume il contributo di M.Caciagli) indicano che queste faglie sono inattive o

il sollevamento
a grande scala
della Calabria

hanno comunque un ruolo marginale nell'evoluzione strutturale dello Stretto. Ne discende che esse non possono avere un ruolo di rilievo nella costruzione del paesaggio dello Stretto, né tantomeno nei processi sismogenetici.

Infine, sulla base delle osservazioni descritte, e in particolare del confronto tra deformazione indotta dal terremoto e deformazione registrata nella geologia e del paesaggio, Valensise e Pantosti (1992) hanno stimato un tasso di dislocazione (*slip-rate*) di 1,4 mm/anno per la faglia responsabile del terremoto del 1908.

La sovrapposizione di fagliazione tipo-1908 e di sollevamento a scala regionale determina una serie di "fatti" geologici, tutti strettamente interconnessi tra di loro in quanto generati da una stessa causa nello stesso ambiente morfologico e sedimentologico (si faccia riferimento alla Fig.9):

- rocce relativamente recenti sono preservate solo nelle porzioni dello Stretto che hanno subito la più forte subsidenza nel 1908 e che quindi hanno subito sollevamento nel lungo termine a un tasso più basso di altre aree, mentre altrove dominano rocce cristalline o comunque più antiche;
- in particolare le Ghiaie di Messina, un deposito clastico caratteristico dello Stretto e con età ascrivibile al Pleistocene medio e superiore, si ritrovano solo nelle zone che hanno subito il sollevamento più lento; si può addirittura affermare che questi particolari depositi delineano queste zone con accuratezza;
- su entrambe le sponde dello Stretto anche l'andamento del drenaggio, e in particolare delle linee spartiacque, sembra delineare l'andamento delle zone a minore velocità di sollevamento;
- il drenaggio della sponda calabrese dello Stretto mostra una evoluzione dall'andamento radiale che caratterizza la porzione sommitale dell'Aspromonte a un andamento centripeto in prossimità della linea di riva attuale, in accordo sia con l'andamento della subsidenza registrata nel paesaggio sia con l'andamento della subsidenza indotta dal terremoto del 1908.
- analogamente al drenaggio, l'andamento delle linee di riva fossili della sponda calabrese mostra una precisa evoluzione nel tempo; da un andamento convesso verso ovest per quelle più alte e antiche, a un andamento concavo verso ovest per quelle più basse, più recenti e più vicine alla faglia dello Stretto.

Abbiamo quindi mostrato come l'andamento del campo di deformazione indotto dalla faglia responsabile del terremoto del 1908 sia in buon accordo con l'andamento degli elementi più giovani della geologia e del paesaggio dello Stretto. Questo meccanismo, tuttavia, non spiega da solo la configurazione complessiva dello Stretto e delle terre emerse adiacenti. Dati di sismica a riflessione di buona qualità (Cernobori *et al.* 1996) mostrano infatti che l'area dello Stretto coincide con una fossa tettonica tardo-miocenica orientata N-S o NE-SW, a sua volta suddivisa in una serie di bacini pensili che si sono sviluppati sulla schiena di un grande sovrascorrimento che ha coinvolto le rocce del basamento cristallino. I singoli bacini *thrust-top* sono riempiti da sedimenti tardo-miocenici o pliocenici, e sono ricoperti da una sequenza da tardo-pliocenica a olocenica che è a sua volta trasgressiva sui depositi sottostanti. Secondo Monaco *et al.* (1996), questi bacini si sono sviluppati all'interno del cuneo orogenico associato con la subduzione dello Ionio e non hanno alcuna relazione con il processo di *rifting* del Tirreno meridionale; la loro struttura suggerisce una interazione complessa tra tettonica compressiva ed estensionale almeno fino al Pleistocene inferiore.

In sintesi, lo Stretto di Messina è una regione strutturalmente e topograficamente complessa in cui l'azione della faglia responsabile del terremoto del 1908 si sovrappone a processi e deformazioni già esistenti. Proviamo a quantificare il ruolo

controllo
tettonico
sulla geologia
e sul drenaggio

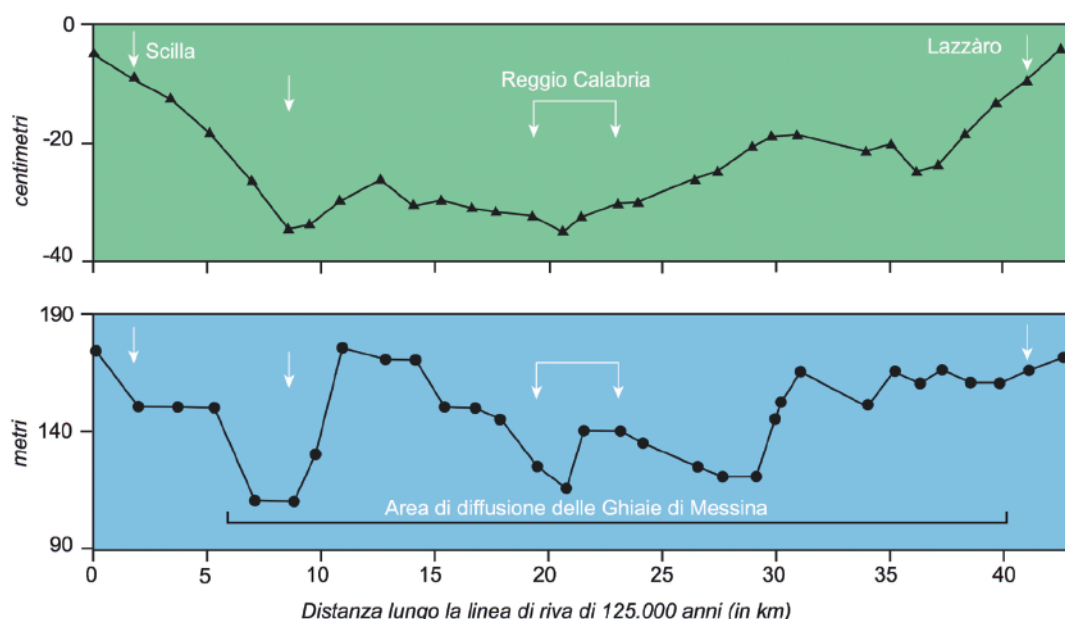


Figura 10 (in alto) Confronto tra la subsidenza causata dal terremoto del 1908 lungo un transetto di costa che va da Scilla, a nord dello Stretto, fino a Lazzaro, nella parte meridionale dello Stretto. (in basso) Ricostruzione della quota del terrazzo marino databile a 125.000 anni fa lungo lo stesso transetto (da Valensise e Pantosti 1992, ritracciata).

della faglia dello Stretto nel generare la struttura che oggi è visibile. Se questa faglia si muove a 1,4 mm/anno (un valore che, alla luce della posizione e della geometria della faglia dello Stretto si traduce in un rateo massimo di subsidenza di circa 0,7 mm/anno lungo l'asse dello Stretto) e ha cominciato a funzionare da circa 0,7 milioni di anni, come suggerito da Valensise e Pantosti (1992) e indirettamente confermato da Monaco *et al.* (1996), ci si aspetterebbe di vedere elementi del paesaggio generati direttamente dall'azione della faglia con una evidenza topografica massima di circa 500 m. Quello che si osserva invece è un contrasto topografico e un rilievo strutturale riferito al basamento cristallino di oltre 2500 metri tra il fondo dello Stretto e le massime cime dei Peloritani e dell'Aspromonte. Solo una porzione di questo contrasto topografico e strutturale può essere spiegato con il sollevamento a grande scala della regione, che secondo Bordini e Valensise (1998) procede con una lunghezza d'onda nell'ordine dei 100 km e che mostra una culminazione proprio in corrispondenza dello Stretto. Questo implica che l'accordo tra la presenza di una grande faglia al di sotto dello Stretto di Messina e la configurazione a Graben dello Stretto stesso sia almeno in parte fortuito e legato ad eventi tettonici precedenti. In altre parole, anche prima della nascita della faglia responsabile del terremoto del 1908 doveva esistere un'ampia fossa tettonica che separava la Sicilia dal resto dell'Italia.

La ricorrenza dei grandi terremoti nello Stretto

Nella sezione precedente abbiamo discusso della somiglianza tra le deformazioni tettoniche attuali e quelle di lungo termine nello Stretto di Messina. Valensise e Pantosti (1992) hanno sostenuto che questa somiglianza in sé è prova del fatto che il terremoto del 1908 è il "terremoto caratteristico" per lo Stretto; un grande evento che mostra una spiccata tendenza a ripetersi con la stessa magnitudo e lunghezza di faglia e distribuzione di *slip*, lasciando poco spazio per terremoti più piccoli ma ugualmente

un "terremoto caratteristico"?

pericolosi, come potrebbero essere quelli nell'intervallo di magnitudo 5.5–6.5. Gli stessi autori hanno usato questa somiglianza per proporre un tempo di ricorrenza di circa 1000 anni con una indeterminazione di alcuni secoli per terremoti come quello del 1908. Tempi di ricorrenza millenari o plurimillenari sono caratteristici di tutte le grandi faglie italiane e sono pienamente in accordo con le basse velocità di deformazione sismogenetica che caratterizzano la penisola (Basili *et al.* 2008). Si può anzi affermare che in questo contesto di terremoti piuttosto rari, la sorgente del terremoto del 1908 emerga come una delle faglie sismogenetiche più veloci dell'intera penisola.

La ricorrenza dei terremoti nello Stretto è stata analizzata usando evidenze archeologiche e dati storici (si vedano in questo volume i contributi di A.Comastri e D.Mariotti e di E.Guidoboni e coautori). I dati storici non mostrano alcuna traccia di terremoti confrontabili con quello del 1908 per la parte terminale del primo millennio e per tutto l'arco del secondo millennio, ovvero attraverso un arco cronologico di oltre 1000 anni. Le fonti disponibili per questi periodi storici sono ragionevolmente complete, come dimostrano le numerose testimonianze riguardanti terremoti minori accaduti nello Stretto nel corso del tempo.

L'approccio archeologico ha preso le mosse proprio dalla consapevolezza che un antenato del terremoto del 1908 deve necessariamente aver lasciato importanti tracce nella rete insediativa antica dell'area dello Stretto, un settore caratterizzato da una forte densità abitativa anche in epoche remotissime. Sulla base di questa ipotesi di lavoro Guidoboni *et al.* (2000) hanno messo in evidenza che la rete insediativa ha registrato una significativa contrazione intorno alla metà del IV secolo dopo Cristo, quando molti siti sono stati abbandonati o spostati. Sulla base di ulteriori elementi e vincoli storici e archeologici gli stessi autori hanno ipotizzato che possa essere avvenuto un forte terremoto tra il 350 e il 363. Per i dettagli di questa ipotesi si rimanda al contributo di E.Guidoboni e coautori, in questo volume. Qui ci limiteremo ad osservare che l'evidenza geologica, quella archeologica e quella storica sembrano convergere nell'indicare un tempo di ricorrenza almeno millenario per un terremoto come quello del 1908. L'ipotesi che il 1908 sia stato un terremoto caratteristico, ovvero tale da limitare il verificarsi di terremoti di magnitudo intermedia lungo la stessa faglia, sembra convergere con l'evidenza storica, che per lo Stretto pone accanto al 1908 solo terremoti decisamente più piccoli. Assumendo un modello di ricorrenza più semplice che esista, che prevede una ripetizione strettamente periodica dei forti terremoti, si può asserire che passeranno diversi secoli prima che Messina e Reggio Calabria debbano subire un nuovo cataclisma come quello di cento anni fa.

Conclusioni: si può prevedere il futuro sismico dello Stretto?

Questo contributo ha l'obiettivo di fornire un resoconto ragionevolmente accurato degli studi della sorgente del terremoto del 28 dicembre 1908 nello Stretto di Messina, il più grande terremoto storico italiano per il quale siano disponibili dati strumentali abbondanti e di qualità. Analogamente a diversi altri terremoti italiani, anche quello del 1908 è stato generato da una faglia cieca, ovvero un elemento tettonico che sarebbe stato molto difficile mettere in evidenza e indagare a fondo sulla sola base di osservazioni geologiche di terreno. Sarebbe bastato che il 1908 fosse avvenuto appena 20 anni prima per ritrovarsi in un'era essenzialmente pre-strumentale e dover quindi trattare questo terremoto come tanti altri terremoti storici italiani per i quali l'identificazione della sorgente sismica è un esercizio largamente speculativo

che spesso lascia il ricercatore con più dubbi del momento in cui ha iniziato lo studio. Un buon esempio recente di questa condizione è lo studio della sorgente del terremoto del 1456, il più grande terremoto della storia sismica italiana, condotto da Fracassi e Valensise (2007) sulla base di una attenta revisione delle fonti storiche elaborata da Guidoboni e Comastri (2005). Nel caso del 1908, invece, la disponibilità di dati strumentali e la loro ricchezza hanno consentito analisi decisamente moderne e dettagliate. La variabilità residua tra le interpretazioni proposte dai diversi studiosi è tutto sommato modesta, e comunque abbastanza piccola da consentire di elaborare scenari affidabili sul comportamento della faglia dello Stretto. Si può addirittura asserire che nel loro complesso le indagini del terremoto del 1908 hanno dato agli studiosi un'opportunità unica di comprendere la storia recente e la dinamica attuale dell'area dello Stretto. Pur tenendo conto di incertezze e inevitabili differenze interpretative, le indagini del terremoto del 1908 nel contesto della tettonica attiva dello Stretto costituiscono un ottimo esempio di cosa è e come opera la Sismotettonica, una giovane disciplina che combina le conoscenze derivanti dalla Sismologia, dalla Geologia e dalla Tettonica.

la geologia
spiegata dai forti
terremoti

A parte l'inevitabile ripetizione di forti terremoti come quello del 1908, cosa si può intravedere nel futuro dello Stretto di Messina? Valensise e Pantosti (1992) hanno stimato uno *slip-rate* di 1,4 mm/anno per la faglia responsabile del terremoto del 1908, un valore ben vincolato anche dal rateo di estensione di 2–3 mm/anno stimato da D'Agostino e Selvaggi (2004) a partire dai dati GPS. Uno *slip-rate* di 1,4 mm/anno si converte in un rateo di subsidenza massimo di circa 0,7 mm/anno lungo l'asse dello Stretto. Questo implica che il progressivo sprofondamento dello Stretto imposto dalla faglia che si trova sotto di esso non può comunque compensare gli effetti del sollevamento a grande scala di tutto l'Arco Calabro, sollevamento che localmente procede a una velocità minima di 0,9–1,0 mm/anno. In altre parole, la faglia che ha generato il terremoto del 1908 certamente renderà lo Stretto progressivamente più largo e profondo; ma non potrà impedire che lo Stretto stesso, incluse le sue porzioni sommerse, venga progressivamente sollevato, trasformandosi dapprima in un angusto canale e quindi in terra emersa. Una semplice estrapolazione del *trend* delle linee di riva antiche mostrate in Fig.9 indica infatti che, per effetto del solo sollevamento a grande scala, la linea di costa calabrese “migra” verso quella siciliana a una velocità che è da 10 a 15 volte superiore alla velocità con cui lo Stretto si estende. Anche la costa siciliana avanza verso quella calabrese, ma a una velocità minore a causa della topografia più ripida.

L'evoluzione geologica suggerisce quindi che non più tardi di 200.000 anni da oggi, sempre che non intervengano altri processi erosivo–deposizionali, la Sicilia cesserà di essere un'isola e lo Stretto di Messina potrà essere attraversato a piedi. Ancora una volta la leggenda secondo cui la Sicilia si sarebbe separata dalla Calabria durante un evento catastrofico – evento in cui molti hanno letto un predecessore del terremoto del 1908 – si dimostra appunto essere solo una leggenda: lo studio della sismotettonica dello Stretto dimostra che le forze della Natura stanno lavorando esattamente nella direzione opposta.

Bibliografia

- AA.VV. 2008, *The Messina Strait Bridge*. Editore Taylor & Francis, Oxford. Uscita prevista: dicembre 2008.
- Amoruso A., Crescentini L. e Scarpa R. 2002, Source parameters of the 1908 Messina Straits, Italy, earthquake from geodetic and seismic data, *Journal of Geophysical Research* 107, B4, 2080, doi:10.1029/2001JB000434.
- Anzidei M., Baldi P., Bonini C., Casula G., Gandolfi S. e Riguzzi F. 1998, Geodetic surveys across the Messina Straits (southern Italy) seismogenetic area, *Journal of Geodynamics* 25 (2), 85–97.
- Azzaro R., Bernardini F., Camassi R. e Castelli V. 2007, The 1780 seismic sequence in NE Sicily (Italy), Shifting an underestimated and mislocated earthquake to a seismically low rate zone, *Natural Hazards* 42, 149–167.
- Baratta M. 1910, *La catastrofe sismica calabro-messinese (28 dicembre 1908)*. Relazione alla Società Geografica Italiana, Roma (ristampa anastatica, Sala Bolognese 1985).
- Basili R., Valensise G., Vannoli P., Burrato P., Fracassi U., Mariano S., Tiberti M.M. e Boschi E. 2008, The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3: summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology, *Tectonophysics* 453, 20–43, doi:10.1016/j.tecto.2007.04.014.
- Bordoni P. e Valensise G. 1998, Deformation of the 125 ka marine terrace in Italy: tectonic implications, in *Coastal Tectonics*, ed. I.S.Stewart e C.Vita-Finzi (Geological Society, London, Special Publications, 146), London, 71–110.
- Boschi E., Pantosti D. e Valensise G. 1989 [ma 1992], Modello di sorgente per il terremoto di Messina del 1908 ed evoluzione recente dell'area dello Stretto, in *Atti dell'8° Convegno*, Roma 7–9 novembre 1989, Consiglio Nazionale delle Ricerche – Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, vol.1, Roma, 245–258.
- Bottari A., Carapezza E., Carapezza M., Carveni P., Cefali F., Lo Giudice E. e Pandolfo C. 1986, The 1908 Messina Strait earthquake in the regional geostructural framework, *Journal of Geodynamics* 5, 275–302.
- Capuano P., De Natale G., Gasparini P., Pingue F. e Scarpa R. 1988, A model for the 1908 Messina Straits (Italy) earthquake by inversion of levelling data, *Bulletin of the Seismological Society of America* 78, 1930–1947.
- Caputo M., Folloni G., Pieri L. e Unguendoli M. 1974, Geodimetric control across the Straits of Messina, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 38, 1–8.
- Carminati E., Doglioni C. e Barba S. 2004, Reverse migration of seismicity on thrusts and normal faults, *Earth–Science Reviews* 65 (3–4), 195–222.
- Catalano S., De Guidi G., Monaco C., Tortorici G. e Tortorici L. 2003, Long-term behaviour of the late Quaternary normal faults in the Straits of Messina area (Calabrian arc): Structural and morphological constraints, *Quaternary International*, 101–102, 81–91, doi:10.1016/S1040-6182(02)00091-5.
- Cernobori L., Hirn H., McBride J.H., Nicolich R., Petronio M., Romanelli M. e Streamers Profile Working Group 1996, Crustal image of the Ionian basin and its Calabrian margins, *Tectonophysics* 264, 175–189.
- Cortese E. 1895, *Descrizione geologica della Calabria* (Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, 9), Roma (ristampa anastatica, Roma 1983).
- D'Agostino N. e Selvaggi G. 2004, Crustal motion along the Eurasia–Nubia plate boundary in the Calabrian Arc and Sicily and active extension in the Messina Straits from GPS measurements, *Journal of Geophysical Research* 109, B11 402, doi:10.1029/2004JB002998.
- De Natale G. e Pingue F. 1991, A variable slip fault model for the 1908 Messina Straits (Italy) earthquake, by inversion of levelling data, *Geophysical Journal International* 104, 73–84.
- DISS Working Group 2007, *Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.0.4*:

- A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas*, <http://www.ingv.it/DISS/>, © INGV 2007.
- Doser D.I. e Smith R.B. 1985, Source parameters of the 28 October 1983 Borah Peak, Idaho, earthquake from body wave analysis, *Bulletin of the Seismological Society of America* 75, 1041–1051.
- Ferranti L., Antonioli F., Mauz B., Amorosi A., Dai Pra G., Mastronuzzi G., Monaco C., Orrù P., Pappalardo M., Radtke U., Renda P., Romano P., Sansò P. e Verrubbi V. 2006, Markers of the last interglacial sea level high stand along the coast of Italy: Tectonic implications, *Quaternary International* 145–146, 30–54.
- Fracassi U. e Valensise G. 2007, Unveiling the sources of the catastrophic 1456 multiple earthquake: hints to an unexplored tectonic mechanism in southern Italy, *Bulletin of the Seismological Society of America* 97, 725–748.
- Franco G., Shen–Tu B., Goretti A., Bazzurro P. e Valensise G. 2008, Impact of uncertainty on loss estimates for a repeat of the 1908 Messina–Reggio Calabria earthquake in Southern Italy, in *Atti della conferenza MERCEA '08, Seismic Engineering International Conference*, Reggio Calabria, 8–11 luglio 2008, in preparazione.
- Ghisetti F. 1979, Relazioni tra strutture e fasi trascorrenti e distensive lungo i sistemi Messina–Fiumefreddo, Tindari–Letojanni e Alia–Malvagna (Sicilia nord–orientale): uno studio microtettonico, *Geologica Romana* 18, 23–58.
- Ghisetti F. 1984, Recent deformations and the seismogenic source in the Messina Strait (Southern Italy), *Tectonophysics* 109, 191–208.
- Guidoboni E., Muggia A. e Valensise G. 2000, Aims and methods in territorial archaeology: possible clues to a strong fourth–century AD earthquake in the Straits of Messina (southern Italy), in *The Archaeology of Geological Catastrophes*, ed. W.J.McGuire, D.R.Griffiths, P.L.Hancock e I.S.Stewart (Geological Society, London, Special Publications, 171), London, 45–70.
- Guidoboni E. e Comastri A. 2005, *Catalogue of earthquakes and tsunamis in the Mediterranean area from the 11th to the 15th century*, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia – Storia Geofisica Ambiente, Roma–Bologna.
- Gutenberg B. e Richter C.F. 1954, *Seismicity of the Earth and associated phenomena*, 2^a ed., Princeton.
- Loperfido A. 1909, Livellazione geometrica di precisione eseguita dall'Istituto geografico militare sulla costa orientale della Sicilia, da Messina a Castanea, a Gesso ed a Faro Peloro e sulla costa occidentale della Calabria da Gioia Tauro a Melito di Porto Salvo, per incarico del Ministero di agricoltura, industria e commercio, in *Relazione della Commissione reale incaricata di designare le zone più adatte per la ricostruzione degli abitati colpiti dal terremoto del 28 dicembre 1908 o da altri precedenti*, allegato D, Roma, 131–156.
- McGuire J.J., Li Zhao e Jordan T.H. 2002, Predominance of unilateral rupture for a global catalog of large earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America* 92, 3309–3317, doi: 10.1785/0120010293.
- Michelini A., Lomax A., Nardi A., Rossi A., Palombo B. e Bono A. 2005, A modern re–examination of the locations of the 1905 Calabria and the 1908 Messina Straits earthquakes, in *Geophysical Research Abstracts*, vol.7, 07909, 2005, European Geosciences Union, General Assembly, Vienna, Austria, 24–29 aprile 2005.
- Monaco C. e Tortorici L. 2000, Active faulting in the Calabrian arc and eastern Sicily, *Journal of Geodynamics* 29, 407–424, doi:10.1016/S0264–3707(99)00052–6.
- Monaco C., Tortorici L., Nicolich R., Cernobori L. e Costa M. 1996, From collisional to rifted basins: an example from the southern Calabrian arc (Italy), *Tectonophysics* 266, 233–249.
- Montenat C., Barrier P. e Ott d'Estevou P. 1991, Some aspects of the recent tectonics in the Strait of Messina, Italy, *Tectonophysics* 194, 203–215.
- Mulargia F. e Boschi E. 1983, The 1908 Messina earthquake and related seismicity, in *Earthquakes:*

- observation, theory and interpretation*, Proceedings of the International School of Physics “Enrico Fermi”, course 85, ed. H.Kanamori e E.Boschi, Amsterdam, New York, 493–518.
- Neri G., Barberi G., Oliva G. e Orecchio B. 2004, Tectonic stress and seismogenic faulting in the area of the 1908 Messina earthquake, south Italy, *Geophysical Research Letters* 31, 10, doi: 10.1029/2004GL019742.
- Omori F. 1909, Preliminary report on the Messina–Reggio earthquake of Dec. 28, 1908, *Bullettin of the Imperial Earthquake Investigation Committee in Tokio* 3–2, 37–46.
- Piatanesi A., Tinti S. e Bortolucci E. 1999, Finite–element simulations of the 28 December 1908 Messina Straits (southern Italy) tsunamis, *Physics and Chemistry of the Earth* 24, 145–150.
- Pino N.A., Giardini D. e Boschi E. 2000, The December 28, 1908, Messina Straits, southern Italy, earthquake: waveform modeling of regional seismograms, *Journal of Geophysical Research* 105, B11, 25473–25492.
- Rizzo G.B. 1910, Sulla propagazione dei movimenti prodotti dal terremoto di Messina del 28 dicembre 1908, *Memorie della Reale Accademia delle Scienze di Torino*, s.II, 61, 355–417.
- Schick R. 1977, Eine seismotektonische Bearbeitung des Erdbebens von Messina im Jahre 1908, *Geologisches Jahrbuch* 11, 3–74.
- Tortorici L., Monaco C., Tansi C. e Cocina O. 1995, Recent and active tectonics in the Calabrian arc (Southern Italy), *Tectonophysics* 243, 37–55.
- Valensise G. e Pantosti D. 1992, A 125 Kyr–long geological record of seismic source repeatability: the Messina Straits (southern Italy) and the 1908 earthquake ($M_S 7 \frac{1}{2}$), *Terra Nova* 4, 472–483.
- Valensise G. e Pantosti D. (ed.) 2001, Database of Potential Sources for Earthquakes Larger than $M 5.5$ in Italy, *Annals of Geophysics* 44, Suppl. 1, con CD–Rom.